干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

doi:10.13866/j.azr.2018.05.06

干旱区河床参数计算①

介飞龙， 封丽华， 李 升
（新疆大学地质与矿业工程学院，新疆 乌鲁木齐 830046）

摘 要：干旱区地下水主要补给来源为河水入渗，评价干旱区地下水资源量需要准确计算河床的参数，包括垂向河床渗透系数（K）和垂向河水入渗速率（V）。本文描述了一种简化后的渗水仪和干旱区河床垂向渗透系数的计算公式，将该方法应用于新疆南部昆仑山北麓，测定了干旱区河流的河床参数。结果表明：此方法能够有效地测定干旱区河床垂向渗透系数，18 个试验点的垂向河床渗透系数在 0.864 ~ 14.832 m · d^{-1}。根据试验结果总结了干旱区河水垂向入渗速率与河水深度的关系，提出了一个用于描述干旱区河流河水入渗速率与河水深度关系的经验方程，表明河水垂向入渗速率（V）与河水深度（M）正相关，河水入渗速率的增长率 $\left(\frac{dV}{dM}\right)$ 与河水深度负相关，当河水深度很大时，河水入渗速率的增长率趋于 0。

关键词：河床参数；垂向入渗速率；垂向渗透系数；干旱区；新疆

河水与地下水之间有着密切的水力联系和频繁的转化关系[1]，河水与地下水的交换过程中主要以垂向入渗为主[2]，因此，河水与地下水转化量很大程度上取决于河床垂向渗透系数（K）以及河水垂向入渗速率（V）的大小。干旱区地下水资源主要补给来源为河流入渗，河床垂向渗透系数的大小直接影响着干旱区地下水的资源量[3]，因此，准确计算河床垂向渗透系数对干旱区地下水资源评价具有重要意义。

测定河床渗透系数的方法有很多[4-16]。一些学者研究颗粒分布与河床垂向渗透系数的关系。Alyamani 等[17]总结了 K 与河床沉积物粒径参数的经验公式。Rusell[18]的研究认为，渗透系数 K 与沉积物粒径大小正相关。Macdonaid 等[19]的研究结果表明，渗透系数 K 与 $\log d_{10}$ 呈线性相关。Cronican[20]和 Chapuis 等[21]学者也采用不同的方法，对渗透系数与河床沉积物颗粒分布的关系进行了研究。原位竖管法被广泛用于测定河床垂向渗透系数[6,22-27]。Hvorslev[4]提出了竖管法，该方法可直接测定河床垂向渗透系数，一些学者利用竖管法测定多条河流的河床沉积物垂向渗透系数，并研究其空间变化规律[5,26-29]。竖管法操作简单，但只适用于测定细颗粒河床沉积物的垂向渗透系数，干旱区河流上游的河床沉积物粒径较大，竖管法无法插入河床测定参数。Wang 等[30]改进了 Bouwer－渗水仪[31]，从而可以测定河床垂向渗透系数和不同水深下的河水入渗速率，并将这种方法用于测定新疆玛纳斯河河床垂向渗透系数，结果表明这种方法即可用于细颗粒河床沉积物垂向渗透系数的测定，也可用于粗颗粒的河床沉积物的测定，同时还可测定非饱和带河床在饱水时的垂向渗透系数，该方法对干旱区河水与地下水转化研究具有重要意义。经过大量试验的经验总结，笔者简化了渗水仪装置，从而可以提高试验的效率。本次研究基于新疆南部的 6 条河流，共布设 18 组试验点，测定了各试验点的垂向河床渗透系数和不同河水深度下河水入渗速率。根据试验结果分析干旱区河流的参数特点。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区概况

研究区位于新疆南部的昆仑山北麓，塔克拉玛干沙漠南缘，地跨和田地区和巴音郭楞蒙古自治州，其中和田地区最典型的河流为玉龙喀什河，巴音郭

① **收稿日期**：2017－12－21； **修订日期**：2018－04－05
基金项目：国家自然科学基金项目（U1603243）资助
作者简介：介飞龙（1992－），男，汉族，新疆阿克苏人，硕士研究生，主要从事水文地质方面的研究。E-mail：jiefl@foxmail.com
通讯作者：李升. E-mail：lisheng2997@163.com

楞蒙古自治州最典型的河流为车尔臣河。玉龙喀什河是中昆仑山北麓最大的河流之一，地势南高北低，河水由上游河谷区融雪汇流而成，河流由南向北贯穿冲洪积砾质平原、流入细土平原沙漠带，最终汇入和田河。玉龙喀什河上游河床岩性为卵砾石，下游靠近沙漠处的河床岩性为砂。车尔臣河发源于东昆仑山北麓的木孜塔格峰，由上游河谷区融雪汇流而成，车尔臣河全长 813 km，年径流量达 8×10^8 m^3，河流的上游段由南向北径流，在且末县受到台地的阻挡，河水逐渐变为由西向东径流，河流最终汇入尾闾台特玛湖。车尔臣河上游河床岩性为卵砾石，下游靠近沙漠处的河床岩性为砂。本次研究共完成 18 组渗水试验，分别源于 6 条干旱区河流（图 1）。

1.2 渗水仪介绍

Bouwer[31]发明的渗水仪可用来测定河水入渗速率，Wang[30]等在渗水仪的基础上加以改进，增加了外环模拟不同深度的河水位，从而可测定不同河水深度下的入渗速率和垂向河床渗透系数。Wang 等改进后的渗水仪（图 2a）由渗水桶、供水桶、外环和 U 形管组成，简化后的渗水仪见图 2b。简化前渗水仪需要同时观测 U 形管的 2 组读数，简化后的渗水仪只需要读取测压管读数，减少了试验过程中读取数据的繁琐，在数据处理和计算参数的过程也减少了工作量。简化后的渗水仪，其供水桶和渗水桶的直径为 25 cm 并与测压管相连，测压管用于观测渗水桶内的水压力，外环直径为 60 cm，其作用是保证内环水垂向入渗，外环上安装 4 组等间距的阀门，通过 4 组阀门可以控制外环内的水深保持在 20、40、60 cm 和 80 cm 处，从而可模拟不同的河水深度的入渗条件。

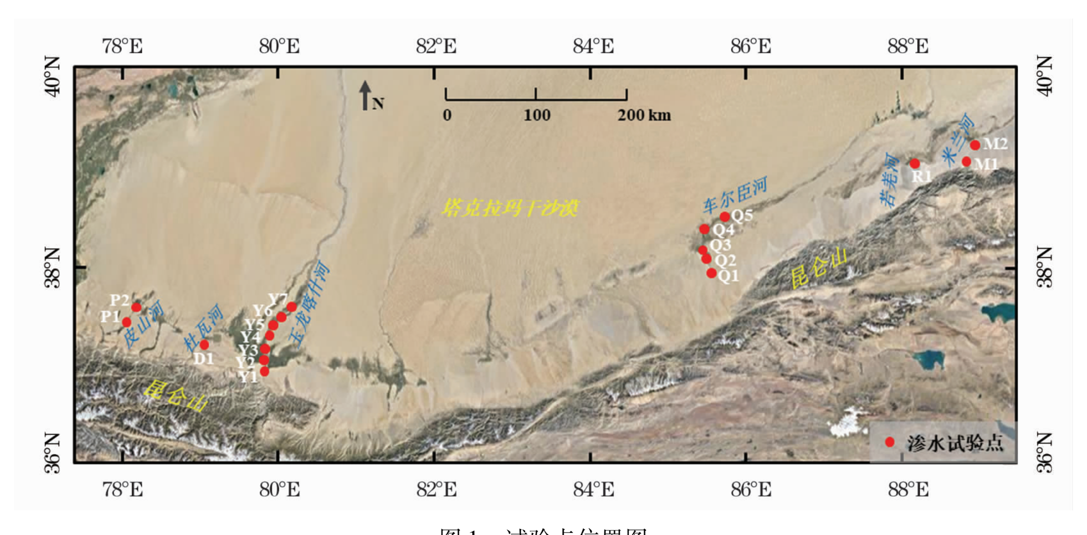
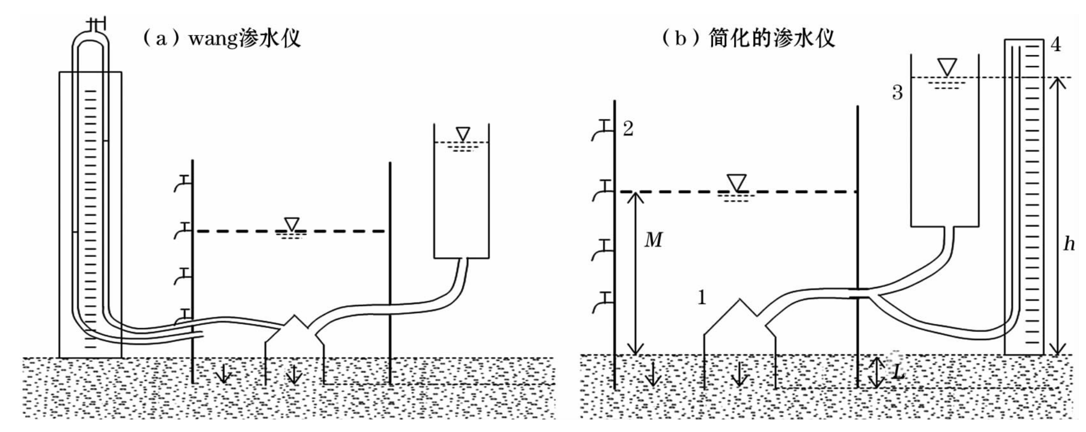


图 1 试验点位置图

Fig. 1 Test location



注：1 渗水桶；2 外环；3 供水桶；4 测压管。

图 2 渗水仪示意图

Fig. 2 Seepage meter

使用简化后的渗水仪试验时，将渗水桶与外环插入河床 20 ~ 30 cm 处，采用膨润填充渗水桶、外环与河床沉积物间的缝隙，防止试验过程中漏水，然后按照图 2b 的方式连接渗水仪。试验前先向外环内加水，通过外环上的阀门控制外环水深为 M，保持不变，与此同时，向供水桶内加水，饱水 2 ~ 3 min 后，向供水桶内加水，使水位高于外环水面 10 ~ 20 cm 即可开始试验。此时开始记录测压管数据，随着供水桶的水位下降，测压管读数逐渐变小，根据测压管读数变化的速率，将时间间隔控制在每 1 ~ 5 min 读取 1 组数据，当测压管水位降至外环水位 5 ~ 10 cm 时即可停止试验。将外环水深分别控制在 20、40、60 cm 和 80 cm 处重复以上试验步骤，可获得不同模拟河水位下的试验数据，可供计算垂向河床参数。

1.3 河床参数计算

将渗水试验过程中读取的测压管读数绘制成曲线（图 3）。在渗水试验过程中，穿过渗水桶内河床沉积物的水量与供水桶内水量的减少量相同，因为渗水桶与供水桶直径相同，因此渗水桶内的水垂向入渗速率与供水桶内水位下降速率相同，因此当外环模拟河水深度为 M 时，河水入渗速率可以表示为：

$$V = -\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}t}\Big|_{h=M} \tag{1}$$

式中：M 表示模拟河水深度，cm；t 表示试验时间，min；h 为测压管读数，cm；V 表示当模拟河水深度为 M 时河水入渗速率，cm · min^{-1}，在图 3 中为 t_i（表示 $h = M$ 时）时的曲线斜率。

假设地面为参考平面，根据 Chen 等[23] 和 Landon 等[26] 的研究，可以通过水头下降法计算渗水桶内河床沉积物的垂向水利梯度，根据达西定律可以

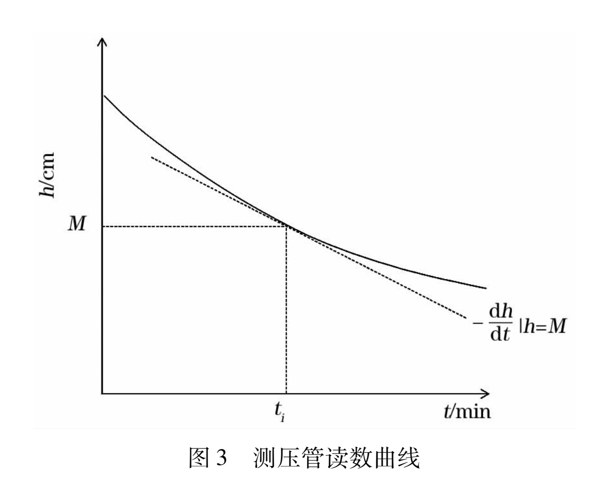


图 3 测压管读数曲线

Fig. 3 Piezometric tube reading curve

将垂向入渗速率与垂向水力梯度之间的关系表示为：

$$-\frac{\mathrm{d}h}{\mathrm{d}t} = KJ = K\frac{h+L}{L} \tag{2}$$

式中：K 为垂向河床渗透系数，cm · min^{-1}；J 为渗水桶内河床沉积物顶面至底面的垂向水利梯度，无量纲；L 为渗水桶内河床沉积物的厚度，cm。

将公式（2）积分即可得到垂向河床渗透系数的计算公式：

$$K = \frac{L}{t_i}\ln\frac{h_0+L}{M+L} \tag{3}$$

式中：t_i 表示 $h = M$ 时；h_0 为测压管 0 时刻的初始读数，cm。

2 结果与分析

2.1 试验结果

本次研究共完成 18 组渗水试验，各试验点的河床参数计算结果见表 1。试验结果表明各试验点的河床渗透系数在 0.864 ~ 14.832 m · d^{-1}，平均为 4.936 m · d^{-1}。当模拟河水位为 40 cm 时，河水垂向入渗速率在 1.728 ~ 30.672 m · d^{-1}，平均为 10.608 m · d^{-1}，各试验点垂向入渗速率一般随河水深度的增大而增加。

2.2 河水入渗速率与河水深度的关系

河水入渗速率的影响因素是多方面的，不同试验点的河床沉积物粒径大小的差异也会造成入渗速率的差异。垂向入渗速率与河床垂向渗透系数呈线性（当雷诺系数小于 10）和非线性关系（当雷诺系数大于 10）[30]。本次试验的研究结果表明，垂向入渗速率 V 与模拟河水深 M 之间的关系可表示为：

$$V = a\ln(bM+1) \tag{4}$$

式中：a、b 为垂向入渗系数，通过试验结果拟合得到，且 a、b 均大于 0。

根据式（4）拟合各试验点垂向入渗速率与垂向渗透系数的关系，结果见表 2。拟合结果表明，各组试验的拟合优度 R^2 在 0.793 ~ 1 之间，式（4）的拟合结果较好。由表 2 中的拟合曲线可以看出，随着模拟河水深度的增加，河水入渗速率逐渐增大，曲线斜率 $\left(\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}\right)$ 逐渐减小。

为了得到河水入渗速率的变化率 $\left(\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}\right)$ 与河水

表 1 河床参数计算结果

Tab. 1 Calculated results of streambed parameters

河流	点号	河床岩性	$V/(\mathrm{m \cdot d^{-1}})$				$K/(\mathrm{m \cdot d^{-1}})$
			$M=20$ cm	$M=40$ cm	$M=60$ cm	$M=80$ cm	
玉龙喀什河	Y1	砂砾石	11.088	13.680	15.120	15.984	4.320
	Y2	砂砾石	21.456	21.888	23.904	31.536	8.352
	Y3	砂砾石	1.728	1.728	3.456	3.456	0.864
	Y4	砂砾石		6.480	6.192	8.640	2.880
	Y5	砂砾石	6.048	6.624	7.920		2.736
	Y6	砂		8.064	8.928	9.792	3.024
	Y7	砂	13.968	16.416	16.560		5.184
皮山河	P1	砂砾石	9.648	13.680	16.560		4.608
	P2	砂砾石	2.160	2.592	3.888		1.008
杜瓦河	D1	砂砾石	5.904	7.344	19.440		2.736
车尔臣河	C1	砂砾石	7.056	8.064	8.784	8.640	4.752
	C2	砂砾石	13.536	13.248	15.696	16.128	9.792
	C3	砂砾石		3.744		3.888	3.600
	C4	砂砾石	12.672	20.880	22.464		9.360
	C5	砂	3.744	3.888			1.872
米兰河	M1	砂砾石	20.160	30.672			14.832
	M2	砂	8.784	9.216			5.904
若羌河	R1	砂砾石	4.032	2.736	5.616	5.760	3.024

深度的关系,将式(4)求导得:

$$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}=\frac{ab}{bM+1} \tag{5}$$

式中:$\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}$在数值上等于 V-M 拟合曲线的斜率。

曲线斜率$\left(\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}\right)$反应河床垂向入渗速率随模拟水深的增长率,是 M 的单调递减函数,当模拟水深逐渐增大,入渗速率的增长率逐渐变小,当模拟水深达到很大时,曲线斜率$\left(\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}\right)$趋近于 0($\lim_{M\to+\infty}\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}=0$),此时垂向入渗速率逐渐趋于稳定。造成这种结果的原因是干旱区河流上游河床沉积物粒径较大,颗粒孔隙直径也很大,河水入渗过程中可能出现紊流状态,因此干旱区河流河水入渗速率往往呈现一种非线性关系。

2.3 河水入渗速率与河床渗透系数的关系

而对于干旱区的上游河流,河水与地下水脱节,河床沉积物底部的水头无法获取,因此,垂向水力梯度不易得到,无法直接判断垂向入渗速率与河床渗透系数之间的关系。根据本次试验的结果,将模拟河水深度为 40 cm 时的垂向入渗速率与垂向河床渗透系数进行拟合,结果见图 4,得到垂向入渗速率与垂向河床渗透系数的线性拟合优度 R^2 为 0.822 7,表明不同河水深度下的垂向入渗速率与垂向河床渗透系数相关性较好,且在干旱区河流中,当河水深度一定时,垂向入渗速率与河床渗透系数存在较好的线性正相关关系。

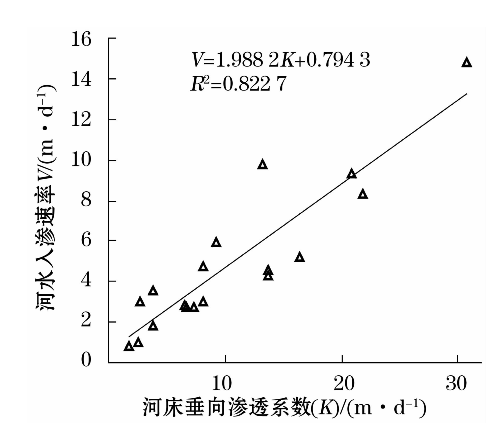


图 4 垂向入渗速率与垂向河床渗透系数的拟合关系

Fig. 4 Fitting relationship between vertical seepage rate and vertical streambed hydraulic conductivity

3 结论与建议

3.1 结论

新疆河流上游段,往往存在地表水与地下水脱节的现象,笔者在新疆河流选取 18 组试验点,采用渗水仪测定河床参数,并分析了河床参数特征,得到以下结论:

表 2　河水入渗速率与模拟河水深度的关系

Tab. 2　Relationship between the river seepage rate and the simulated river water depth

试验点号	河水入渗速率 V 与模拟河水深度 M 的关系	拟合优度 R^2	$\frac{dV}{dM}$	河水垂向入渗速率 V 与模拟河水深度 M 的拟合曲线
Y1	$V = 3.654\ln(1.007M+1)$	1.000	$\frac{3.680}{1.007M+1}$	
Y2	$V = 6.421\ln(1.301M+1)$	0.941	$\frac{8.347}{1.301M+1}$	
Y3	$V = 2.146\ln(0.052M+1)$	0.919	$\frac{0.11}{0.052M+1}$	
Y4	$V = 3.451\ln(0.118M+1)$	0.944	$\frac{0.407}{0.118M+1}$	
Y5	$V = 1.646\ln(1.748M+1)$	0.990	$\frac{2.877}{1.748M+1}$	
Y6	$V = 2.554\ln(0.554M+1)$	1.000	$\frac{1.415}{0.554M+1}$	
Y7	$V = 2.489\ln(14.755M+1)$	0.997	$\frac{36.725}{14.755M+1}$	
P1	$V = 7.800\ln(0.122M+1)$	1.000	$\frac{0.952}{0.122M+1}$	
P2	$V = 2.265\ln(0.067M+1)$	0.972	$\frac{0.152}{0.067M+1}$	
D1	$V = 24\ 185\times\ln(1.163\times10^{-5}M+1)$	0.834	$\frac{0.281}{1.663\times10^{-5}M+1}$	
C1	$V = 1.222\ln(17.175M+1)$	0.997	$\frac{20.988}{17.175M+1}$	
C2	$V = 2.047\ln(29.171M+1)$	0.985	$\frac{59.713}{29.171M+1}$	
C4	$V = 11.552\ln(0.110M+1)$	0.983	$\frac{1.271}{0.110M+1}$	
R1	$V = 1.854\ln(0.235M+1)$	0.793	$\frac{0.372}{0.235M+1}$	

(1)采用渗水仪测定河床参数时,试验点应当选取在河床漫滩、易取河水处,试验期间所取河水不易有过多泥沙,一般可采用纱网过滤掉泥沙;该试验方法即适用于饱和河床、也适用于非饱和河床参数的求取,一般选择在常温条件下进行试验,对地面温度无要求。

(2)简化后的渗水仪和参数计算公式能够更高效的测定干旱区河流的垂向河床渗透系数和不同河水深度下的垂向入渗速率。

(3)研究区内河床垂向渗透系数在 0.864 ~ 14.832 $m\cdot d^{-1}$,平均为 4.936 $m\cdot d^{-1}$。干旱区河流的河床入渗速率与河床渗透系数呈线性正相关关系。

(4)干旱区河流河水入渗速率与河水深度之间的关系可以表示为:$V = a\ln(bM+1)$。河水垂向入渗速率 V 与河水深度 M 为正相关关系,河水入渗速率的增长率$\frac{dV}{dM}$与河水深度 M 为负相关关系,当河水深度很大时,$\frac{dV}{dM}$趋近于 0,当 b 很小时,河水入渗速率 V 与河床垂向渗透系数 K 近似线性相关。

（5）新疆南部地下水资源主要补给来源为河水入渗，本文的研究为干旱区脱节河流补给地下水资源量的计算提供了一种方法，对干旱区地下水资源评价具有重要意义。

3.2 建议

新疆南部的河流，河床沉积物颗粒主要以砂砾石、卵砾石为主，传统的方法不适用于颗粒较粗的河床参数的测定，而渗水仪弥补了这些缺点，在经过简化后的渗水仪能够更加高效的测定粗颗粒河床参数，包括河水垂向入渗速率和垂向河床渗透系数。因此，渗水仪对于干旱区河流河床参数研究、河水与地下水转化研究都具有重要意义。

新疆河流上游的河水与地下水往往为脱节关系，因此在河水入渗过程中存在垂向的非饱和流，对于非饱和流来说河床渗透系数是含水率的函数，因此在计算干旱区脱节河流的入渗量时不宜采用达西公式直接计算，而根据式(4)能够很好地拟合并预测不同河水深度的入渗速率，为计算河水对地下水的补给量提供依据。研究河水入渗速率与河水深度的关系时，采用式(4)来描述两者的关系，拟合程度较好，但这种方法是一种统计方法，并未揭示其机理，因此，在对于干旱区脱节河流河床参数的研究仍需进一步深入。

参考文献(References)：

〔1〕 王文科，李俊亭，王钊，等. 河流与地下水关系的演化及若干科学问题〔J〕. 吉林大学学报(地球科学版)，2007，37(2)：231－238.〔Wang Wenke，Li Junting，Wang Zhao，et al. Evolution of the relationship between river and groundwater and several scientific problems〔J〕. Journal of Jilin University(Earth Science Edition)，2007，37(2)：231－238.〕

〔2〕 Chen X. Hydrologic connections of a stream-aquifer-vegetation zone in south-central Platte River valley，Nebraska〔J〕. Journal of Hydrology，2007，333(2/4)：554－568.

〔3〕 Batlle-Aguilar J，Cook P G. Transient infiltration from ephemeral streams：A field experiment at the reach scale〔J〕. Water Resources Research，2012，48(11)：W11518.

〔4〕 Hvorslev M J. Time Lag and Soil Permeability in Ground Water Obsevations〔M〕. Virginia：Geotechnical Special Publication，1951：1－50.

〔5〕 Chen X. Measurement of streambed hydraulic conductivity and its anisotropy〔J〕. Environmental Geology，2000，39(12)：1 317－1 324.

〔6〕 Chen X，Song J，Cheng C，et al. A new method for mapping variability in vertical seepage flux in streambeds〔J〕. Hydrogeology Journal，2009，17(3)：519－525.

〔7〕 Kelly S E，Murdoch L C. Measuring the hydraulic conductivity of shallow submerged sediments〔J〕. Groundwater，2003，41(4)：431－439.

〔8〕 Springer A E，Petroutson W D，Semmens B A. Spatial and temporal variability of hydraulic conductivity in active reattachment bars of the Colorado River，Grand Canyon〔J〕. Ground Water，1999，37(3)：338－344.

〔9〕 Nowinski J D，Cardenas M B，Lightbody A F. Evolution of hydraulic conductivity in the floodplain of a meandering river due to hyporheic transport of fine materials〔J〕. Geophysical Research Letters，2011，38(1)：193－196.

〔10〕 Kollet S J，Zlotnik V A. Influence of aquifer heterogeneity and return flow on pumping test data interpretation〔J〕. Journal of Hydrology，2005，300(1)：267－285.

〔11〕 Fox G A，Heeren D M，Kizer M A. Evaluation of a stream：Aquifer analysis test for deriving reach scale streambed conductance〔J〕. American Society of Agricultural and Biological Engineers，2011，54(2)：473－479.

〔12〕 Lough H K，Hunt B. Pumping test evaluation of stream depletion parameters〔J〕. Groundwater，2006，44(4)：540－546.

〔13〕 Song J，Zhang G，Wang W，et al. Variability in the vertical hyporheic water exchange affected by hydraulic conductivity and river morphology at a natural confluent meander bend〔J〕. Hydrological Processes，2017，31(19)：3 407－3 420.

〔14〕 Shuai P，Cardenas M B，Knappett P S K，et al. Denitrification in the banks of fluctuating rivers：The effects of river stage amplitude，sediment hydraulic conductivity and dispersivity，and ambient groundwater flow〔J〕. Water Resources Research，2017，53(9)：7 951－7 967.

〔15〕 Kaczmarek P M J. Hydraulic conductivity changes in river valley sediments caused by river bank filtration：An analysis of specific well capacity〔J〕. Geologos，2017，23(2)：123－129.

〔16〕 熊宇斐，张广朋，徐海量，等. 塔里木河河床渗透系数及其渗漏水量分析〔J〕. 干旱区研究，2017，34(2)：266－273.〔Xiong Yufei，Zhang Guangpeng，Xu Hailiang，et al. Hydraulic conductivities of riverbed sediment and leakage water volume of the Tarim River〔J〕. Arid Zone Research，2017，34(2)：266－273.〕

〔17〕 Alyamani M S，Sen Z. Determination of hydraulic conductivity from complete grain-size distribution curves〔J〕. Groundwater，1993，31(4)：551－555.

〔18〕 Shepherd R G. Correlations of permeability and grain size〔J〕. Groundwater，1989，27(5)：633－638.

〔19〕 Macdonald A M，Maurice L，Dobbs M R，et al. Relating in situ hydraulic conductivity，particle size and relative density of superficial deposits in a heterogeneous catchment〔J〕. Journal of Hydrology，2012，434－435(2)：130－141.

〔20〕 Cronican A E，Gribb M M. Hydraulic conductivity prediction for sandy soils〔J〕. Groundwater，2004，42(3)：459－464.

〔21〕 Chapuis R P. Predicting the saturated hydraulic conductivity of sand and gravel usi〔J〕. Canadian Geotechnical Journal，2011，41(5)：787－795.

〔22〕 Cheng C，Song J，Chen X，et al. Statistical distribution of streambed vertical hydraulic conductivity along the platte river，nebraska〔J〕. Water Resources Management，2010，25(1)：265－285.

〔23〕 Chen X，Song J，Wang W. Spatial variability of specific yield and vertical hydraulic conductivity in a highly permeable alluvial aqui-

fer[J]. Journal of Hydrology,2010,388(3/4):379 -388.

[24] Song J,Chen X,Cheng C,et al. Effects of hyporheic processes on streambed vertical hydraulic conductivity in three rivers of Nebraska[J]. Geophysical Research Letters,2007,340(7):248 -265.

[25] Cheng C,Chen X. Evaluation of methods for determination of hydraulic properties in an aquifer-aquitard system hydrologically connected to a river[J]. Hydrogeology Journal,2007,15(4):669 -678.

[26] Landon M K,Rus D L,Harvey F E. Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds[J]. Groundwater,2001,39(6):870 -885.

[27] Chen X. Streambed hydraulic conductivity for rivers in south-central Nebraska[J]. Journal of the American Water Resources Association,2004,40(3):561 -573.

[28] Chen X,Burbach M,Cheng C. Electrical and hydraulic vertical variability in channel sediments and its effects on streamflow depletion due to groundwater extraction[J]. Journal of Hydrology,2008,352(3 -4):250 -266.

[29] Genereux D P,Leahy S,Mitasova H,et al. Spatial and temporal variability of streambed hydraulic conductivity in West Bear Creek,North Carolina,USA[J]. Journal of Hydrology,2008,358(3 -4):332 -353.

[30] Wang W,Li J,Wang W,et al. Estimating streambed parameters for a disconnected river[J]. Hydrological Processes,2014,28(10):3 627 -3 641.

[31] Bouwer H. Seepage meters in seepage and recharge studies[J]. Journal of the Irrigation & Drainage Division,1963,89(1):17 -42.

Calculation of Streambed Parameters in Arid Area

JIE Fei-long, FENG Li-hua, LI Sheng

(*College of Geology and Mineral Engineering*,*Xinjiang University*,*Urumqi* 830046,*China*)

Abstract: The main source of groundwater recharge in arid area is river water seepage. An accurate calculation of streambed parameters is required in evaluating groundwater resources in arid region, and the streambed parameters include the vertical streambed hydraulic conductivity K and vertical river water seepage rate V. In this paper, a simplified seepage meter was described, and the equation was deduced for calculating the vertical streambed hydraulic conductivity in arid area. On which the streambed parameters in the northern piedmont of the Kunlun Mountains, an arid area in south Xinjiang, were measured. The results showed that the vertical streambed hydraulic conductivity in18 tests varied from 0.07 to 1.03 $\mathrm{cm\cdot min^{-1}}$, and this method could be used to effectively measure the vertical hydraulic conductivity of streambed in arid area. According to the test results, the relationship between river water seepage rate and river water depth in arid area was summarized, and a formula to describe their relationship was proposed. The results showed that there was apositive correlation between the vertical seepage rate V and the vertical depth M of river water, but a negative one between the increase of seepage rate $\left(\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}\right)$ and the depth of river water. When M is deep, the growth rate $\left(\frac{\mathrm{d}V}{\mathrm{d}M}\right)$ of seepage rate tends to zero. The study is of great significance for evaluating groundwater resources in arid area.

Key words: Xinjiang;arid area;streambed;vertical seepage rate;vertical hydraulic conductivity